Geología de la cubeta de Inca (Mallorca): cartografía geológica e interpretación de datos de subsuelo

Antonio BENEDICTO

SHNB



SOCIETAT D'HISTÒRIA
NATURAL DE LES BALEARS

Benedicto A., 1994. Geología de la cubeta de Inca (Mallorca): cartografía geológica e interpretación de datos de subsuelo. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 37: 15-34 ISSN 012-260X. Palma de Mallorca.

Se presentan los resultados obtenidos de la realización de una cartografía geológica y de la interpretación de los datos de subsuelo existentes (sondeos, sísmica de reflexión y datos gravimétricos) en la cubeta de Inca. Se han modelizado dos perfiles gravimétricos contrastados con los perfiles sísmicos y con la geología de superficie, utilizando datos de densidad para estimar la profundidad del substrato. La interpretación de estos datos muestra que la cubeta de Inca es un semigraben controlado por fallas normales de dirección NE-SW, de las cuales la más importante es la falla de Sencelles que constituye su límite sudoriental y con un salto de 750 m define su geometría asimétrica. La actuación de las fallas normales, que se enmarca dentro del régimen extensivo a que se halla sometida Mallorca desde el Serravaliense, condiciona la sedimentación que alcanza una potencia de hasta 1500 m junto a la falla de Sencelles.
Palabras clave: *Modelización gravimétrica, Extensión, Tectónica-sedimentación, Neógeno, Mallorca.*

GEOLOGY OF THE INCA BASIN (MAJORCA): GEOLOGIC CARTOGRAPHY AND SUBSOIL DATA INTERPRETATION. The results of geological mapping and the interpretation of subsurface data (borehole, seismic profiles and gravity surveys) of the Inca basin are discussed. Two gravity profiles, constrained by the seismic data and surface geology, were modeled using density data to obtain estimates of basement depth. The interpretation of the data shows the Inca basin as a semigraben controlled by NE-SW normal faults of which the most important is the Sencelles fault. This represents the southeartern boundary and, with a 750 m slip, determines its assymmetric geometry. The behaviour of the normal faults, originated during the extensive regime existing in Mallorca since the Serravallian, conditions sedimentation which attains a maximum thickness of 1500 m near the Sencelles fault.
Key words: *Gravity modelling, streching (extension), tectono-sedimentary evolution, Neogene, Mallorca.*

Antonio BENEDICTO. Dpt. de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia. Zona Universitària de Pedralbes. 08071 Barcelona.

Recepció del manuscrit, 26-maig-93. Revisió acceptada, 13-gen-94

Introducción y marco geológico

La cubeta de Inca está situada en la Isla de Mallorca (fig.1a), la mayor de las islas que forman el Archipiélago Balear, considerado como la prolongación hacia el NE de las Cordilleras Béticas. La estructuración geológica de este conjunto de islas es de edad Alpina y está relacionada con los movimientos relativos de aproximación que, a partir del Cretácico superior, afectan a las placas Africana y Euroasiática (Pitman y Talwani, 1972, Biju-Duval *et*

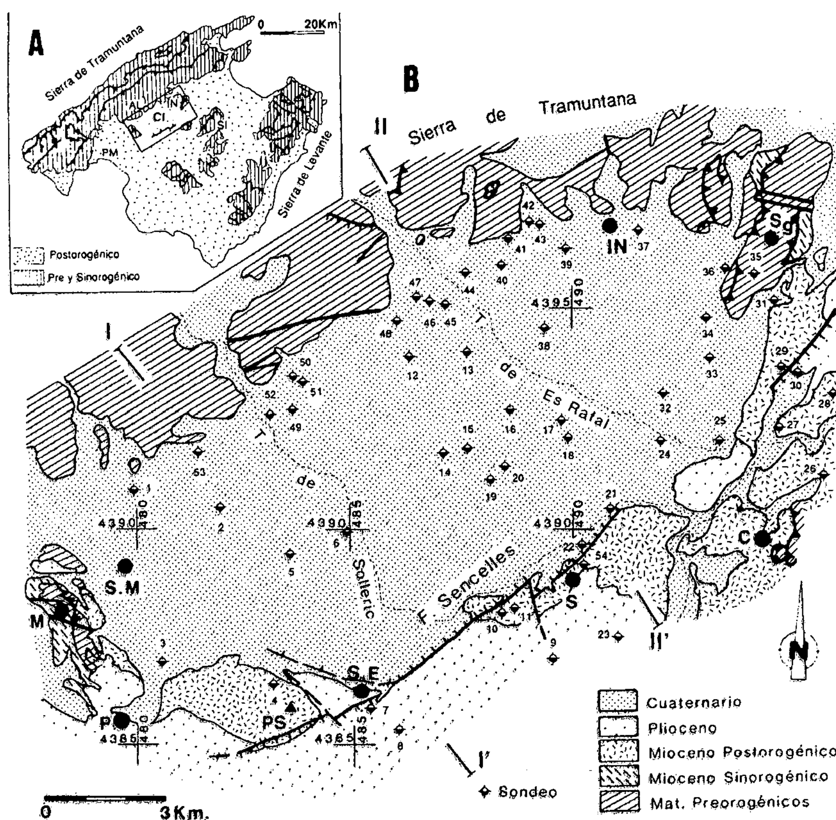


Fig. 1. a) Situación geográfica de la cubeta de Inca (CI); Al=Alaró; IN=Inca; PM=Palma de Mallorca. B) Esquema geológico de la cubeta de Inca y situación de los sondeos considerados en este trabajo; SM=Sta.María, IN=Inca, S=Sencelles, S.E=Sta. Eugènia, P=Pòrtol, C=Costitx, PS=Puig de Son Seguí, M=Marratxí y Sg=Puig de Sta. Magdalena.

Fig. 1. a) Geographic location of the Inca Basin (CI); Al=Alaró; IN=Inca; PM=Palma de Mallorca. B) Geological scheme of the Inca basin and the boreholes used in this work. SM=Sta. María; IN=Sencelles; SE=Sta. Eugènia, P=Pòrtol, C=Costitx, PS=Puig de Son Seguí, M=Marratxí and Sg=Puig de Sta. Magdalena.

al., 1977, Dercourt *et al.*, 1986 y Savostin *et al.*, 1986).

A partir del Paleógeno, las islas Baleares se vieron sometidas a un régimen compresivo que tuvo su culminación durante el Aquitaniense-Langhiense (Mioceno inferior y medio), momento en el que se desarrolló un importante conjunto de cabalgamientos con direcciones de transporte hacia el NW (Fallot, 1922, Sàbat, 1986, Alvaro, 1987, Sàbat *et al.*, 1988, Gelabert *et al.*, 1992) que estructuraron desde los materiales mesozoicos hasta los del Burdigaliense-Langhiense (Mioceno inferior-medio), estos últimos de carácter sinorogénico. Como consecuencia de un cambio en el régimen tectónico existente, a partir del Serravaliense (Mioceno medio) la isla de Mallorca quedó sometida a una extensión que originó su compartimentación en una serie de horsts y de grabens que constituyen en la actualidad, respectivamente, las zonas de relieve (pre y sinorogénico en la fig.1a) y las zonas llanas (postorogénico en la fig.1a) de la isla. La cubeta de Inca (fig.1a) corresponde a uno de estos grabens situado en lo zona central de la isla y desarrollado sobre el substrato que aflora en la Sierra de Tramuntana. Este substrato está constituido por materiales del Mesozoico, Paleógeno y Mioceno inferior y medio estructurados durante la etapa compresiva.

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos de la cartografía geológica y del estudio de los datos de subsuelo existentes en la cubeta de Inca (sondeos, perfiles sísmicos de reflexión y datos gravimétricos). Estos datos permiten establecer la relación existente entre la sedimentación que tuvo lugar en la cubeta desde el Serravaliense hasta el Cuaternario y los procesos tectónicos que la han originado.

Antecedentes

Aún siendo numerosos los autores que han trabajado sobre la estratigrafía del Neógeno postorogénico (post-Aquitaniense-Langhiense) de Mallorca como Fallot (1922); Oliveros *et al.*, (1960); Colom (1967); García Yagüe y Muntaner (1968); Barón (1977); Barón y Pomar (1978); Pomar (1979); Colom (1980); IGME (1081); Pomar *et al.*, (1983); Alvaro *et al*,. (1984); Simó y Ramón (1986); Fornós *et al.*, (1991), entre otros y que hacen referencia a la sedimentación en una zona central subsidente (zona de Inca) detectada claramente por los sondeos existentes, muy pocos son los autores que hacen referencia a la estructura y relleno de la cubeta de Inca propiamente dicha.

Oliveros *et al.*, (1960), en base a la investigación de carbón en la zona central de Mallorca, ponen en evidencia la existencia de varias cuencas subsidentes al pie de la Sierra Norte. Cuencas para las que Pomar (1979) adjudicaría una subsidencia iniciada ya en el Estampiense y continua hasta la actualidad, generándose un surco subsidente al pie de unos relieves importantes (Sierra de Tramuntana).

Colom (1967), estudia las "molasas" helvecienses (Mioceno medio-superior) a partir de los sondeos de la zona de Inca. Correlaciona el sondeo nº 5.1 (sondeo 38 en este trabajo) con los afloramientos de Sta. Eugenia y concluye que la zona de Inca es una fosa de hundimiento del zócalo contraido de la Sierra Norte que tuvo lugar después del

Helveciense, depositándose en ella más de 150 m de depósitos lagunares y detríticos con niveles margosos (molasas helvecienses). Posteriormente, Colom (1975), describe esta zona central subsidente a base de escalones de falla normal del tipo de los de Sta. Eugenia, relacionandolos con una fase de extensión post-Burdigaliense y pre-Tortoniense.

El IGME (1981), publica los resultados de una campaña gravimétrica en la zona de Inca. Estos ponen en evidencia una región de mínimos gravimétricos que corresponden a una cubeta cuya estructura básica es un "sinclinal" de dirección marcada por la alineación de mínimos: NE-SW.

El trabajo más completo realizado hasta la fecha es el de Pomar, *et al.*, (1983). En él, además de una descripción de las unidades estratigráficas miocénicas y pliocénicas, se presentan dos cortes geológicos de la cubeta de Inca, realizados a partir de los datos de sondeo existentes. En estos cortes sintéticos aparece reflejada la relación sedimentaria entre cada una de dichas unidades estratigráficas así como su variación lateral de facies. Para estos autores el relleno máximo de materiales postorogénicos alcanzaría los 450 m y el principal accidente tectónico es una falla normal que buza hacia el NW, situada en el eje Sta. Eugènia-Costitx.

Cartografía geológica

La cartografía geológica (fig.1b) permite definir los bordes que delimitan la cubeta. Estos están constituidos, a excepción del límite sudoriental, por el substrato estructurado aflorante (formado por materiales mesozoicos, paleógenos y del Mioceno inferior) sobre el cual se disponen de forma discordante los materiales más modernos del relleno sedimentario de la cubeta que corresponden al Cuaternario. Al NW la cubeta está limitada por la Sierra de Tramuntana. Al NE por el Puig de Sta. Magdalena, que es una prolongación de la Sierra de Tramuntana hacia el SE. Y al SW por el macizo de Marratxí, que es un anticlinal abierto pero complejo, de dirección NNW-SSE. El límite sudoriental, por el contrario, lo constituye una falla normal (falla de Sencelles) que se presenta como el principal accidente tectónico cartografiado. Más allá de la cual (SE), afloran materiales del Mioceno superior (Tortoniense-Messiniense) y del Plioceno dispuestos subhorizontalmente formando una alineación de relieves suaves entre Sta. Eugènia y Sencelles.

Los materiales cuaternarios recubren la cubeta y ocultan las estructuras tectónicas del centro de la misma que se ponen en evidencia a partir de los datos de subsuelo.

Datos de subsuelo

a) Sondeos. Se han recopilado cerca de 200 sondeos procedentes de dos fuentes: el SERVEI HIDRAULIC DE MALLORCA (sondeos para captación de aguas) y G.E.S.A. (sondeos para la exploración de carbones Eoceno-Oligocenos). De ellos se han seleccionado para su estudio 54, teniendo en cuenta criterios de profundidad, localización e información aportada. Su localización queda reflejada en la fig.1b y su interpretación estratigráfica en la fig.2.

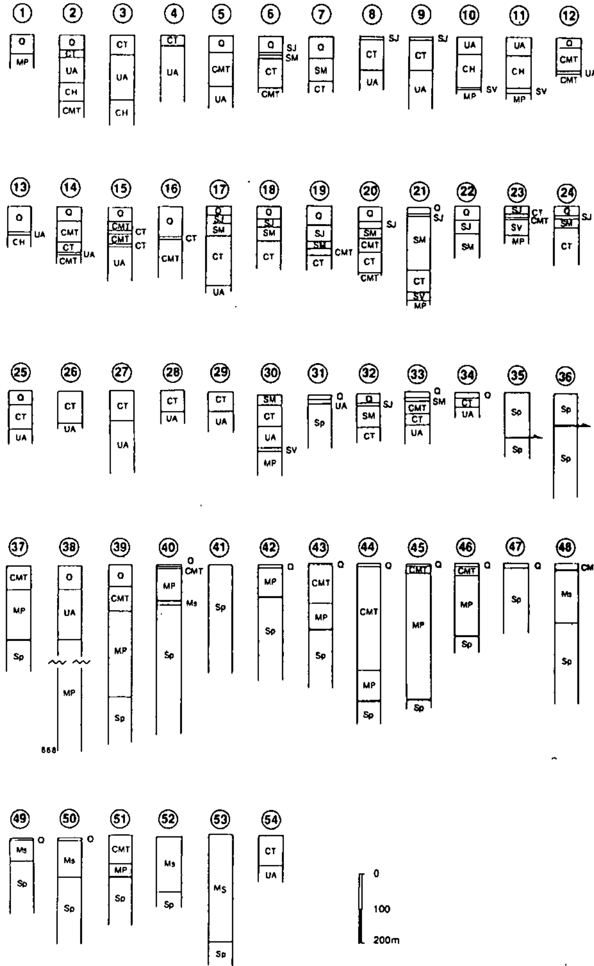


Fig. 2. Interpretación estratigráfica de los sondeos estudiados en la cubeta de Inca. Ver situación en fig.1b. Q=Unidad Limos Rojos de Palma; SJ=Unidad Calcarenitas de Sant Jordi; SM=Unidad Calcisiltitas de Son Mir; CT=Complejo Terminal; CMT=Complejo Marginal Terrígeno; UA=Unidad Arrecifal; CH=Unidad Calcisiltitas con Heterosteginas; SV=Unidad Calizas de Son Verdera; MP=Unidad Margas de Pina; LM=Unidad Limos de Manacor; Mi=Mioceno inferior sinorogénico; Sp=Substrato preorogénico.

Fig. 2. Borehole stratigraphic interpretation of the Inca Basin. See location in fig.1b. Q=Palma Red Silts Unit; SJ=Sant Jordi Calcarenites Unit; SM=Son Mir Calcisiltites Unit; CT=Terminal complex; CMT=Terrigenous marginal complex; UA=Reef Complex Unit; CH=Heterosteginas Calcisiltites Unit; SV=Son Verdera Limestones Unit; MP=Pina Marls Unit; LM=Manacor Silts Unit; Mi=Sinorogenic Lower Miocene; Sp=Preorogenic Substract.

Dicha interpretación ha consistido básicamente en la identificación de las unidades litoestratigráficas de carácter postorogénico descritas por Pomar *et al.*, (1983), que abarcan desde el Serravaliense (Mioceno medio) hasta el Cuaternario.

La interpretación estratigráfica de los sondeos muestra gran similitud entre algunas litofacies, rápidos cambios laterales y fuertes variaciones de potencia de las unidades litoestratigráficas superiores. La correlación entre ellos pone de manifiesto la existencia de fallas normales. Algunas fallas quedan camufladas por los rápidos cambios laterales de facies y de potencia, pero otras son evidentes cuando se efectúa la correlación entre sondeos próximos cuyas unidades litoestratigráficas son semejantes en facies y potencia (como por ejemplo entre los sondeos 46 y 44). En otros casos (sondeos 5 y 6) pueden deducirse por la presencia de depósitos detríticos asociados, por sus características, a conos de deyección al pie de escarpes de falla. La escasa profundidad de los sondeos impide establecer la correlación de las unidades litoestratigráficas inferiores con los datos sísmicos.

b) Sísmica de reflexión. Las empresas C.N.W. Oil y G.E.S.A. realizaron durante 1990 una campaña de prospección sísmica en la isla de Mallorca, cuyos resultados son aún confidenciales. En ella se llevaron a cabo 6 perfiles de sísmica de reflexión y alta penetración (Vibroseis); cuatro de los cuales están situados en la cubeta de Inca. De estos perfiles se desprenden los siguientes puntos: a) la cubeta tiene forma de prisma, sus potencias máximas se sitúan cerca del borde sudoriental (junto a la falla de Sencelles) y alcanzan unos 1500 m; b) entre los materiales de relleno de la cubeta hay discordancias angulares; c) existen fallas normales tanto en los bordes como en el interior de la cuenca; d) el substrato de la cuenca está estructurado por cabalgamientos que buzan suavemente hacia el SE, (Mazzoldi y Meléndez, com. pers.).

c) Gravimetría. Los datos gravimétricos utilizados en este trabajo provienen fundamentalmente de la campaña realizada por el IGME (1981) a la que se han añadido 220 nuevas estaciones para cubrir algunos sectores de la isla desprovistos de medidas.

Los valores gravimétricos observados en cada estación (después de realizadas las correcciones oportunas: deriva instrumental, atracción lunisolar, aire libre, Bouguer y topográfica) se han comparado a los teóricos con el fin de obtener los respectivos valores de la anomalía de Bouguer. Como el valor de la anomalía de Bouguer refleja el efecto de las estructuras superficiales superpuesto a la influencia regional de estructuras más profundas es necesario separar la anomalía de Bouguer en dos componentes: una regional y otra residual (ó local). La componente residual de la anomalía de Bouguer se determina sustrayendo la componente regional a la anomalía total de Bouguer. La principal dificultad de este proceso estriba en determinar el valor adecuado de la componente regional en cada punto. En este caso se ha recurrido al mapa de anomalías de Bouguer del Mediterráneo occidental de Morelli (1990), que muestra un mínimo regional centrado sobre la isla de Mallorca (fig.3).

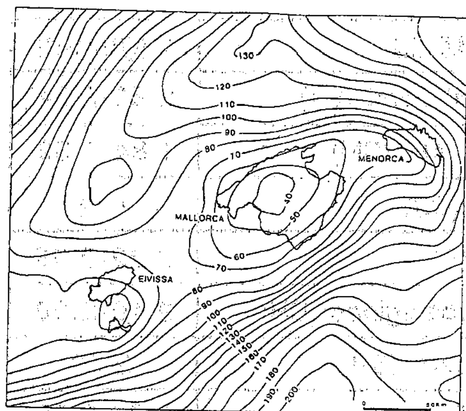


Fig. 3. Mapa de anomalías de Bouguer del Promontorio Balear (según Morelli, 1990). Valores en miligales.
Fig. 3. Buguer anomaly map of the Balearic Promontory (According to Morelli, 1990). Value in mgals.

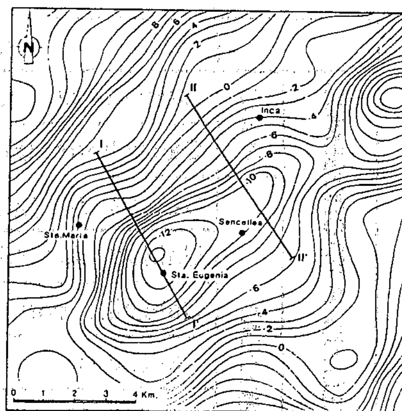


Fig. 4. Mapa de anomalías residuales de la cubeta de Inca. Valores en miligales. I-I' y II-II' situación de los perfiles gravimétricos de la fig.6.
Fig. 4. Residual anomaly map of the Inca basin. Value in mgals. Location of gravity profiles I-I' and II-II' of fig. 6.

El mapa de anomalías residuales de la cubeta de Inca (fig.4), que abarca una superficie de 170 km^2, se ha trazado a partir de 710 estaciones, lo que representa una cobertura media algo superior a 4 puntos por km^2. Este mapa muestra la existencia de una anomalía negativa orientada en dirección NE-SW, de unos 10 km de longitud y que alcanza un valor mínimo de -13 mgal en las proximidades de la localidad de Sta Eugènia. Esta anomalía gravimétrica se produce porque los sedimentos que colmatan la cubeta tienen menor densidad en contraste con las rocas que constituyen el basamento.

Para poder interpretar adecuadamente las anomalías gravimétricas es necesario conocer de la forma más precisa posible las densidades de las rocas que constituyen las formaciones geológicas más representativas de la región estudiada, así como su disposición estructural. En este caso se ha medido la densidad de muestras representativas de cada unidad litoestratigráfica tomadas tanto en afloramientos, como de testigos de los sondeos disponibles. Los valores de densidad obtenidos se recogen en la tabla I.

Una vez conocidas las anomalías gravimétricas y las densidades de las diferentes litologías de la zona se puede intentar la realización de modelos gravimétricos. Un modelo gravimétrico es un corte geológico a cuyas litologías se les asigna una densidad, lo que permite calcular la anomalía gravimétrica del modelo. Esta anomalía teórica debe ser lo más parecida posible a la anomalía experimental obtenida a partir de las medidas de campo para que el

			UNIDADES	δ (gr/cm^3)
RELLENO POSTOROGENICO	PLIOC.		Calcarenitas de Sant Jordi (SJ)	2.52-2.54
			Calcisiltitas de Son Mir (SM)	1.84-1.89
	MIOCENO		Calizas de Santanyí (CS)	2.46
			Unidad Arrecifal (UA)	2.32-2.35
			Calcisilt. con Heterosteginas (CH)	2.10-2.20
			Calizas de Son Verdera (SV)	2.53
			Margas de Pina (MP)	2.36-2.55
BASAMENTO			Fm. Banyalbufar	1.95
			Fm. Sant Elm	2.43
	EOCENO		Calizas lacustres	2.45-2.54
			Calizas con lignito	2.64
	CRETAC. INF.		Margocalizas	2.72
	JURAS.	MALM	Calizas	2.69-2.70
		DOGGER	Calizas	2.69

Tabla. I. Valores de densidad considerados en la modelización gravimétrica.
Table. I. Density values used in the gravity model.

modelo pueda darse por correcto, sino es necesario modificar el modelo hasta que el ajuste sea adecuado.

La modelización gravimétrica de la zona estudiada se ha realizado a partir de unos cortes geológicos iniciales obtenidos de la geología de superficie, sondeos y sísmica, asignando a cada formación geológica un valor de densidad (fig.5). Se ha calculado la anomalía teórica del modelo mediante un programa de cálculo basado en el algoritmo de Cady (1980), que permite el cálculo de estructuras bidimensionales limitadas. La anomalía teórica se compara con la anomalía experimental y se modifica ligeramente el modelo inicial hasta conseguir un ajuste adecuado (fig.6).

Siguiendo este método se han interpretado dos perfiles gravimétricos transversales a la cubeta. El primero pasa por el mínimo gravimétrico de Sta. Eugenia y muestra la asimetría de la cubeta como consecuencia del juego de

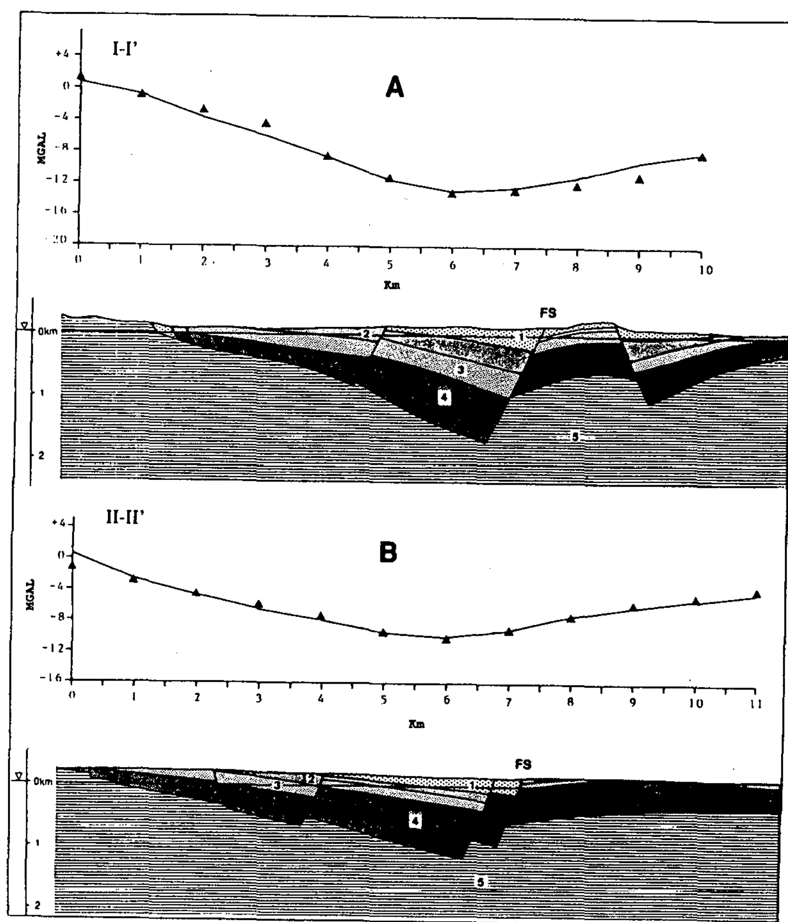


Fig. 5. Interpretación de los perfiles gravimétricos. Ver localización en fig.1b y 4. Triángulos=valores calculados de la anomalía residual a partir de las mediciones de campo. Trazo continuo=curva teórica del modelo gravimétrico representado. 1)densidad=2,20 g/cm³: conglomerados, calcarenitas, calcisiltitas y margas (Plio-Cuaternario); 2)densidad=2,46 g/cm³: calizas margosas y margas (Messiniense); 3)densidad=2,30 g/cm³: calizas arrecifales y calcisiltitas (Tortoniense); 4)densidad=2,45 g/cm³: margas con yeso (Serravaliense); 5)densidad=2,69 g/cm³: basamento indiferenciado.

Fig. 5. Gravity profiles interpretation. See location in fig. 1b and 4. Triangle=residual anomaly value calculated from field data. Continuous line=modelled gravity curve. 1)density=2.20 g/cm³: conglomerates, calcarenites, calcisiltites and marls (Plio-Quaternary); 2)density=2.46 g/cm³: marls limestones and marls (Messinian); 3)density=2.30 g/cm³: reef limestones and calcisiltites (Tortonian); 4)density=2.45 g/cm³: marls with gypsum (Serravalian); 5)density=2.69 g/cm³: indifferent substract.

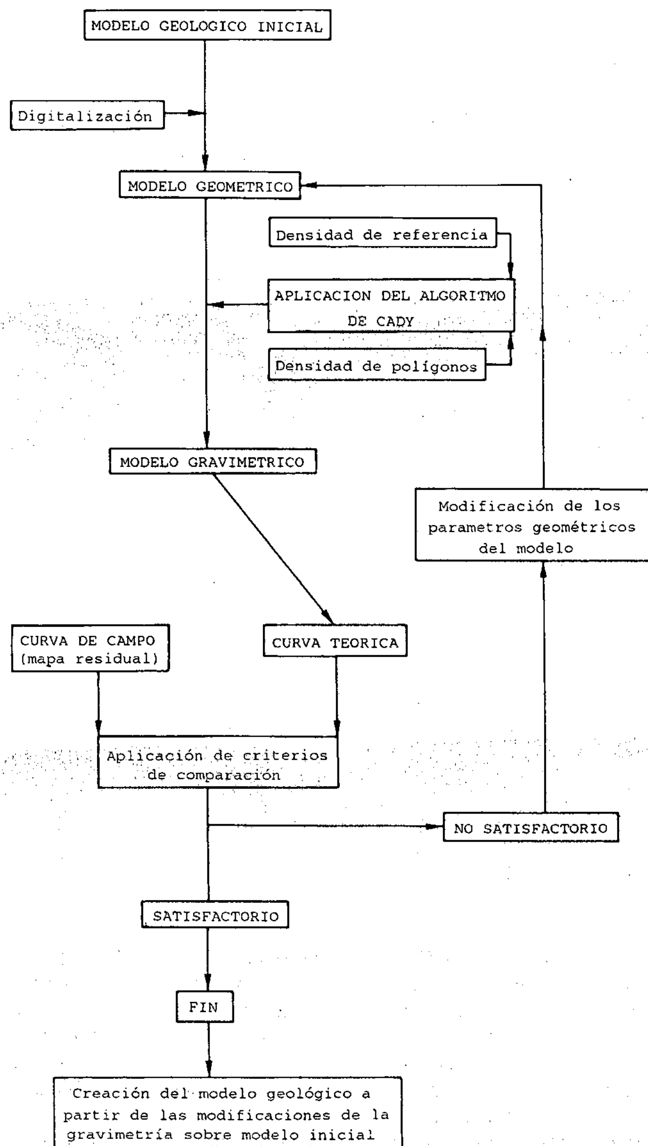


Fig. 6. Esquema de la modelización gravimétrica utilizada en este trabajo (Modificado de Rivero, 1989).
Fig. 6. Gravity modelation scheme used in this work. (Modified from Rivero, 1989).

la falla de Sencelles (fig.5a). Este perfil pone de manifiesto un espesor de sedimentos de relleno de la cubeta de hasta 1500 m y una salto de la falla de Sencelles de 750 m. El segundo perfil, paralelo al primero y situado más hacia el NE, presenta una estructura similar a la anterior, con una menor potencia de sedimentos postorogénicos (fig.5b).

Estratigrafía

El estudio estratigráfico realizado en este trabajo abarca exclusivamente desde el Mioceno medio (Serravaliense) hasta el Cuaternario, siendo estas unidades básicamente postorogénicas, si bien de forma local el Serravaliense puede aún estar afectado por cabalgamientos.

Las unidades que se exponen, son las cartografiadas en el campo e identificadas en sondeo, y se corresponden con las unidades litoestratigráficas de carácter postorogénico descritas por Pomar *et al.*, (1983). Se describen sus características y su distribución espacial en la cubeta de Inca. Sus relaciones aparecen esquematizadas en las (fig.7 y 8).

La **Unidad Margas de Pina** (Pomar *et al.*, 1983) constituye la unidad inferior de la cubeta y la unidad basal de la serie miocénica postorogénica (Fig.7), si bien localmente (como al SE de Costitx, fuera de la cubeta) el Serravaliense superior (Unidad Calizas de Son Vedera) aparece cabalgado (según la interpretación cartográfica) por materiales paleógenos y mesozoicos (Oligoceno y Lías).

La Unidad Margas de Pina no aflora en la cubeta de Inca; sólo ha sido reconocida en sondeos. Unicamente al W de Sta. María y ya formando parte de la Cuenca de Palma aparecen algunos afloramientos de poca calidad.

Es una unidad de carácter continental lacustre, cuya base recubre una

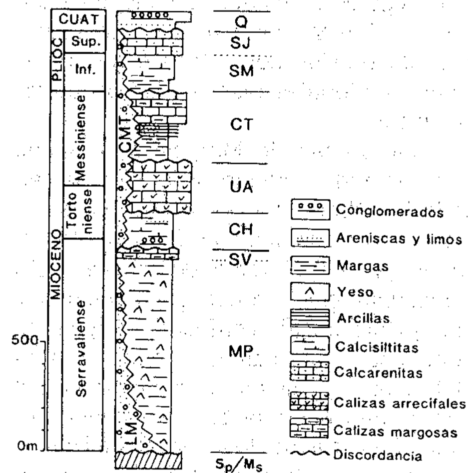


Fig. 7. Esquema estratigráfico de los materiales postorogénicos de relleno de la cubeta de Inca. Explicación en el texto. Q=Unidad Limos Rojos de Palma, SJ=Unidad Calcarenitas de Sant Jordi, SM=Unidad calcisiltitas de Son Mir, CT=Complejo Terminal, UA=Unidad Arrecifal, CH=Unidad Calcisiltitas con Heterosteginas, SV=Unidad Calizas de Son Verdera, MP=Unidad Margas de Pina, CMT=Complejo Marginal Terrígeno, LM=Unidad Limos de Manacor, Ms=Mioceno sinorogénico y Sp=Substrato preorogénico.
Fig. 7. Estratigraphic scheme of the post-orogenic materials filling the Inca basin. Explanation in text. Q=Palma Red Silts Unit; SJ=Sant Jordi Calcarenites Unit; SM=Son Mir Calcisiltites Unit; CT=Terminal Complex; UA=Reef Complex Unit; CH=Heterosteginas Calcisiltites Unit; SV=Son Verdera Limestones Unit; MP=Pina Marls Unit; CMT=Marginal Terrigenous Complex; LM=Manacor Silts Unit; Ms=Sinorogenic Miocen and Sp=Preorogenic substract.

superficie de erosión, se dispone de forma expansiva sobre el substrato pre y sinorogénico (discordancia que puede verse en afloramiento al N de Sta. Margarida, fuera de la cubeta de Inca). Su límite superior es un tránsito gradual a la siguiente unidad (Unidad de Calizas de Son Verdera) ó bien una superficie de erosión sobre la que se superponen materiales más modernos (tortonienses).

La Unidad de Margas de Pina es una unidad continua y monótona en toda la cubeta, que se acuña hacia los bordes de cuenca. Litológicamente, al igual que en el resto de la isla, está constituida por margas gris-azuladas y margocalizas gris-verdosas, localmente arenosas, intercaladas con niveles detríticos de limos y conglomerados rojizos que hacia la base contienen yesos. Son frecuentes tubos calizos y restos de gasterópodos fragmentados, así como foraminíferos rodados del Burdigaliense.

Su potencia es muy variable oscilando entre los 60 m en el borde NW de la cuenca y los 625 m cortados en el sondeo 38 sin alcanzar su base aunque su potencia máxima (deducida a partir de los modelos gravimétricos) se estima que puede alcanzar los 800 m.

Pomar *et al.* (1983) le asignan una edad Langhiense-Serravaliense sin mayor precisión, mientras que Simó y Ramón (1986) le asignan una edad de Serravaliense superior-Tortoniense basal.

Hacia los bordes de cuenca evoluciona gradualmente a la Unidad Limos de Manacor (Barón, 1977) (fig.7). Esta última unidad está constituida por areniscas y conglomerados rojizos que intercalan niveles de margas grises. En el borde septentrional el cambio lateral a los Limos de Manacor es rápido, adquiriendo esta última unidad gran desarrollo y apareciendo estrechamente ligada al Complejo Marginal Terrígeno (Barón, 1977) (fig.7), de forma que este conjunto (Limos de Manacor-Complejo Marginal Terrígeno) constituye un paquete de depósitos detríticos groseros muy posiblemente asociables a conos de deyección que funcionaron durante el Mioceno superior y el Plio-Cuaternario como resultado de la erosión de los relieves de la Sierra de Tramuntana situados junto a la cuenca.

La **Unidad de Calizas de Son Verdera** (Pomar *et al.*, 1983), dentro del área estudiada, únicamente aflora en la zona de Costitx.

Se sitúa a techo de la Unidad Margas de Pina (fig.7) mediante un tránsito gradual. Su límite superior es una superficie erosiva.

Es una unidad lateralmente discontinua cuya potencia varia entre los 4 m observados en afloramiento en Costitx (y Sta. Margarida, fuera de los límites de la cubeta) y los 51 m cortados en el sondeo 23, si bien sus valores más frecuentes en la cubeta quedan comprendidos entre los 20 y 25 m.

Litológicamente está caracterizada por calizas lacustres, bien estratificadas, con laminación interna y moldes visibles de gasterópodos. En la zona de Costitx estas facies pasan hacia el SE a margas ocres y blanquecinas con algunos niveles de color gris y calcisiltitas marrones con intercalaciones finas de calizas lacustres. El conjunto aparece suavemente ondulado y gana potencia hacia el SE.

Por su posición estratigráfica se le atribuye una edad Serravaliense superior.

La **Unidad de Calcisiltitas con Heterosteginas** (Pomar *et al.*, 1983) representa los primeros sedimentos marinos de la cubeta y aunque no aflora es cortada por algunos sondeos (2, 10 y 11 entre otros. fig.2) en los bordes de cuenca.

Se sitúa discordante y de forma expansiva sobre la unidad anterior ó sobre el substrato (Simó y Ramón, 1986).

Aunque esta unidad ha sido descrita con una potencia muy variable que puede alcanzar los 210 m (Simó y Ramón, 1986), en la cubeta de Inca no parece superar los 150 m, presentando una distribución muy desigual, como lo demuestran las potencias cortadas en sondeo entre 20 y 150 m.

Litológicamente está constituida por biocalcarenitas blanquecinas y amarillentas con intercalaciones de calizas margosas grises. Contienen abundante fauna marina, especialmemte *Heterostegina* sp; y además lamelibranquios, ostréidos, gasterópodos y fragmentos de algas rodofíceas. Son frecuentes intercalaciones de areniscas y conglomerados, sobre todo hacia la base. Esta unidad caracteriza la sedimentación en una plataforma marina.

Su edad es Tortoniense, encajando en la Zona N 16 de Blow (Alvaro *et al.*, 1984).

La **Unidad Arrecifal** (Barón, 1977) (fig.7) aflora de forma discontinua desde el W de Sencelles hasta Costitx y ha sido cortada por numerosos sondeos (fig.2). Está presente en toda la cubeta pero muestra importantes variaciones de potencia; la potencia máxima se estima en 260 m en el centro de la misma.

Se sitúa, al igual que en el resto de la isla, discordante y extensiva sobre los materiales infrayacentes, normalmente sobre la Unidad de Calcisiltitas con Heterosteginas (como puede verse en Portal Vells, al SW de la Bahía de Palma), pero también lo hace sobre las unidades Margas de Pina y Calizas Son Verdera.

Presenta acusados cambios laterales de facies. En el centro de la cubeta, las litologías predominantes son margas de colores ocres y calizas compactas bien estratificadas con algunos de fauna como gasterópodos y foraminíferos. Estas facies evolucionan hacia los bordes de cuenca a calcarenitas bioclásticas y calcisiltitas con lumaquelas de gasterópodos y lamelibranquios. Sobre los mismos bordes de cuenca, tanto al SW como al ESE aparecen facies de arrecife con corales (*Porites*), algas rodofíceas, foraminíferos, serpúlidos y briozoos.

Su sedimentación parece haber sido condicionada por la tectónica distensiva registrándose importantes cambios de potencia dentro de la cubeta y a ambos lados de la falla de Sencelles.

La unidad Arrecifal es atribuida por Pomar *et al.* (1983) al Tortoniense-Mesiniense (zona N 17 de Blow).

El **Complejo Terminal** (Esteban *et al.*, 1978) (fig.7) se ha tomado en este trabajo tal y como lo definen Alvaro *et al.*, (1984), incluyendo la Unidad de Margas de la Bonanova y la Unidad de Calizas de Santanyí (Pomar *et al.*, 1983), ya que resultaba especialmente difícil diferenciarlas en los sondeos estudiados.

En superficie se reconocen bien las facies de Calizas de Santanyí que constituyen la unidad miocénica que aflora mayormente en la cubeta de Inca. Los afloramientos, aunque de

mala calidad, se extienden desde el Puig de Son Seguí (al W de Sta. Eugènia), y por todo el extremo meridional, hasta el pie del Puig de Sta. Magdalena (al SE de Inca).

En estos afloramientos las litologías son muy características: calizas muy diagenetizadas con porosidad de gran tamaño (Calizas Pont d'Inca, García-Yagüe y Muntaner, 1968) en el Puig de Son Seguí; calizas con estromatolitos en Sencelles; y calizas pseudoolíticas, calcarenitas con abundante fauna y margas blanquecinas bien estratificadas en el resto de afloramientos.

Aunque la potencia máxima descrita en afloramiento es de unos 60 m (Fornós *et al.*, 1991), en la cubeta de Inca se ha cortado en sondeo hasta 142 m (sondeo 17) y se le estima una potencia máxima de hasta 300 m en el centro de cuenca, donde los sondeos reflejan un Complejo Terminal cuya deposición ha sido fuertemente condicionada por la tectónica distensiva con potencias máximas en las zonas de mayor subsidencia y con una gradación lateral de facies desde calizas al NW a margas y arcillas hacia el SE.

El Complejo Terminal se sitúa discordante y de forma expansiva sobre la Unidad Arrecifal (como puede verse en afloramiento en Cala Llombards, en la costa SE de la Isla) y representa el final de la sedimentación miocena, siendo su límite superior una superficie erosiva que separa los materiales del Mioceno de los del Plioceno (como en So Na Rosa, Sencelles). Por su situación estratigráfica se le atribuye una edad Messiniense.

Los materiales pliocénicos se disponen discordantes sobre los miocénicos. En la cubeta de Inca aparecen bien representados, tanto en afloramiento como en sondeo. Afloran en la parte meridional, desde Sta. Eugènia hasta Llubí.

La sedimentación se inicia con la **Unidad de Calcisiltitas de Son Mir** (Barón y Pomar, 1978) (Fig.7), atribuida al Plioceno inferior (Colom, 1980) y aflora en el Puig de Son Seguí, al SW de Sta. Eugenia. Esta unidad está constituida por margas con *Ammussium* sp. características de plataforma marina. Su potencia en la cubeta de Inca no supera la máxima descrita en la Bahía de Palma (300 m), la potencia normalmente cortada en sondeo varía entre 20 y 150 m (sondeo 2). En base a la correlación de sondeos se estima que la potencia máxima de esta alcanza los 160 m.

Al SW de Sencelles se dispone claramente discordante sobre las facies margosas blanquecinas del Complejo Terminal donde está afectada por la falla de Sencelles y sistemas de fallas asociados. Su límite superior es un tránsito gradual a la **Unidad de Calcarenitas de San Jordi** (Pomar *et al.*, 1983) (fig.7), atribuida al Plioceno superior, como se ve en el Puig de Son Seguí donde pasa desde las calcisiltitas con *Ammussium* características a calcarenitas cada vez con mayor fauna marina, especialmente ostréidos y pectínidos (*Ammussium* sp.), hasta convertirse en una lumaquela con matriz calcarenítica.

Al S del Puig de Son Seguí (fuera de los límites considerados en este trabajo) los sondeos revelan una disposición expansiva de la Unidad de Calcarenitas de San Jordi sobre la unidad inferior. En la Zona de Marratxinet, se

dispone discordante sobre el Mioceno inferior (Burdigaliense) y Oligoceno.

Las litologías dominantes son calcarenitas y calcarenitas bioclásticas con pasadas detríticas finas, que en el centro de cuenca pueden alcanzar los 100 m de potencia. Hacia techo gradan a depósitos litorales y eolianitas (como los del SW del Puig de Son Seguí).

Los materiales cuaternarios, representados por la **Unidad de Limos Rojos de Palma** (Pomar *et al.*, 1983) (fig.7) se disponen discordantes sobre cualquiera de las unidades anteriores. Esta unidad está constituida por conglomerados y limos de carácter continental. Presenta una potencia media de unos 40 m, con un valores máximos al SW de Inca que pueden alcanzar hasta los 80 m.

En algunos puntos estos materiales cuaternarios parecen estar afectados por la tectónica distensiva más reciente. Al NW de Sta. Eugènia pueden verse niveles de conglomerados suavemente basculados (6º) hacia el interior de la cubeta (N). Al N de Pòrtol pueden observarse niveles de limos rojos basculados 12º hacia el SW.

Hacia el margen NW de la cuenca todos los depósitos postorogénicos presentan influencias terrígenas y gradan a depósitos conglomeráticos continentales (Unidad de Limos de Manacor y Complejo Marginal Terrígeno) (fig.7).

Geometría y estructura de la cubeta

La cubeta de Inca muestra en superficie una forma alargada en dirección NE-SW paralela a la Sierra de Tramuntana (fig.1b). En profundidad, los perfiles sísmicos, los modelos gravimétricos y la correlación de sondeos sugieren que la cubeta tiene una geometría marcadamente asimétrica en dirección NW-SE, determinada por la existencia de fallas normales cuyo origen estaría relacionado con la extensión NW-SE post-Langhiense que afecta al área. El valor de la extensión, calculado a partir de los cortes geológicos sería del orden del 8% (Benedicto, 1991). Los perfiles sísmicos sugieren que algunas de estas fallas son de tipo lístrico y entroncan con superficies de cabalgamiento que han sido reactivadas como fallas extensionales (fig.8), situación similar a la observada en otras cubetas situadas en el Promontorio Balear entre Mallorca e Ibiza (perfil sísmico MAP.77-70, en Roca, 1992). Los sondeos y la cartografía permiten deducir que las fallas normales tienen dirección SW-NE y buzan fuertemente al NW ó al SE. Limitan la cubeta por el SE, aunque también afectan al borde NW y a la parte central de la cubeta, condicionando la existencia de zonas de fuerte subsidencia relativa. Tal y como se ha dicho anteriormente, la más importante de estas fallas es la falla de Sencelles (figs.1b y 8) que constituye el límite meridional, tiene dirección SW-NE y un salto de 750 m. Esta falla pone en contacto los sedimentos detríticos cuaternarios del centro de la cubeta con los materiales del Mioceno superior y Plioceno que constituyen el borde Sur de la misma. Si bien la estructura longitudinal queda claramente definida a partir de los datos de subsuelo, no ocurre lo mismo con la estructura transversal. La cartografía geológica muestra que los márgenes NE y SW están constituidos por culminaciones complejas donde aflora el substrato. Localmen-

te se observa que estas culminaciones están progresivamente recubiertas por los materiales que rellenan la cubeta. En concreto, el borde SW, está constituido por un antiforme complejo orientado perpendicularmente a la Sierra de Tramuntana (NW-SE) y a la falla de Sencelles. Estas culminaciones están probablemente relacionadas con fallas direccionales (NW-SE) contra las cuales se acabarían las fallas NE-SW de la cubeta y la misma falla de Sencelles.

Evolución tectonosedimentaria

La extensión que dio origen a la individualización e historia de los procesos sedimentarios asociados en la cubeta de Inca habría comenzado inme-

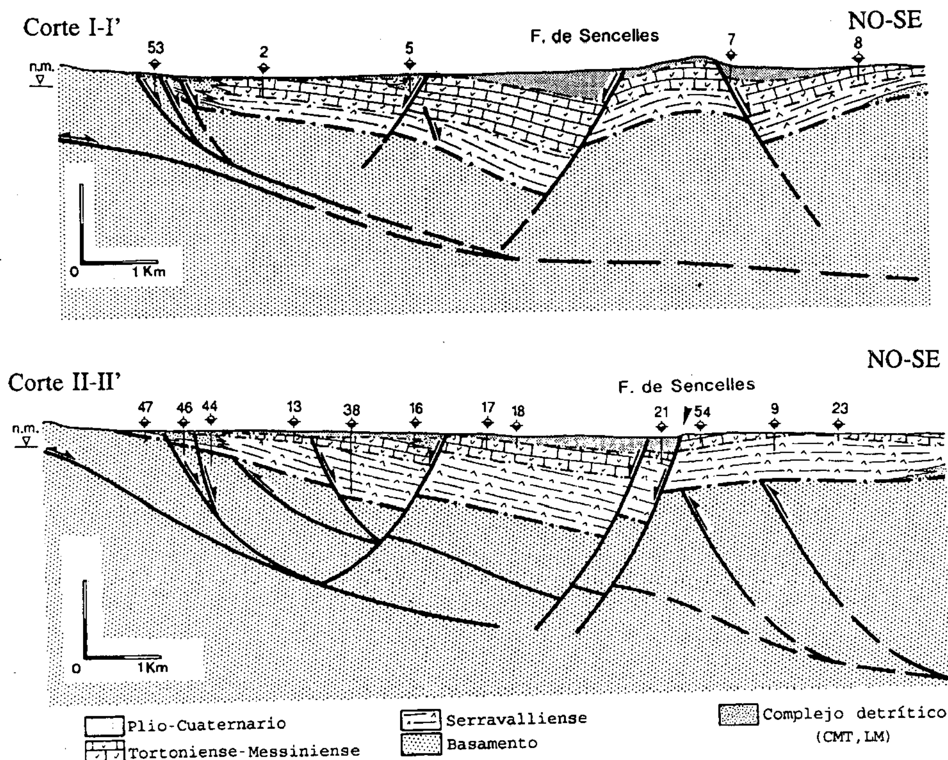


Fig. 8. Cortes geológicos transversales de la cubeta de Inca. Ver localización en fig.1b y 4.

Fig. 8. Transversal geological schemes of the Inca basin. See location in fig. 1b and 4.

diatamente después de la compresión Aquitaniense-Langhiense. En ella tuvo lugar la estructuración del basamento de la cuenca a base de escamas cabalgantes, algunas de cuyas superficies habrían comenzado a rejugar como fallas normales (fig.8). El desarrollo temprano de la falla de Sencelles por el SE esbozó la geometría asimétrica de la cubeta, rasgo que se ha mantenido a lo largo de su evolución posterior durante el Mioceno superior y Plioceno.

La sedimentación lacustre-salobre serravaliense (Unidad de Margas de Pina) que tuvo lugar en las zonas deprimidas que quedaron tras la fase compresiva, rellenó la cubeta de Inca. Su área fuente se localizó en las facies margosas burdigalienses y las lutitas y evaporitas del Keuper de la Sierra de Tramuntana. Los materiales serravalienses pierden potencia hacia el NW donde la subsidencia relativa fue menor (fig.8). La sedimentación durante el Tortoniense (Unidad de Calcisiltitas con Heterosteginas) y Tortoniense-Messiniense (Unidad Arrecifal) se vio condicionada no sólo por la de la falla de Sencelles, sino también por otras fallas situadas en la zona central. Como consecuencia de la mayor actividad tectónica del borde meridional (falla de Sencelles) el depocentro se situó cada vez más hacia el SE de la cuenca. Durante el Messiniense (Complejo Terminal) se inició el desarrollo de las fallas del margen norte y de los complejos detríticos asociados a los escarpes recién generados. Durante el Plioceno se mantuvo una situación similar. El régimen extensivo se prolonga hasta el Cuaternario, momento en el que la actuación relevante de las fallas de la zona central frente a la falla de Sencelles provoca el desplazamiento del depocentro hacia el NW.

Desde un punto de vista paleogeográfico puede reconstruirse la existencia de un área deprimida inicial (Serravaliense) enclavada entre los relieves recién constituidos tras la compresión Aquitaniense-Langhiense (Sierra de Tramuntana, Marratxí y Puig de Sta. Magdalena). El límite meridional se constituyó ya en el Serravaliense, aunque fue rebasado por la sedimentación miocénica y pliocénica. En este contexto la sedimentación serravaliense se desarrolló fundamentalmente mediante un conjunto de sistemas de abanicos aluviales, adosados a la Sierra de Tramuntana, en cuyas partes proximales tenía lugar la sedimentación detrítica (Unidad de Limos de Manacor), mientras que en las más distales la sedimentación detrítica fina alternaba con carbonatos lacustres y evaporitas.

Esta situación quedó truncada por el conjunto de transgresiones-regresiones que, junto a un importante control tectónico, se iniciaron en el Tortoniense y se sucedieron hasta el Plioceno, dando lugar a la acumulación de los depósitos de facies marinas anteriormente descritos. Finalmente, durante el Cuaternario, tiene lugar una sedimentación detrítica continental, cuya mayor potencia se registra en la zona central de la cubeta.

Conclusiones

La interpretación conjunta de los datos de superficie y de subsuelo permite concluir que la cubeta de Inca constituye un semigraben cuya diferenciación comenzó en el Serravaliense y

se prolonga hasta el Cuaternario desarrollándose en un régimen extensivo cuyo eje de máximo alargamiento es NW-SE, que habría comenzado inmediatamente después de la compresión Aquitaniense-Langhiense que estructuró el zócalo.

La geometría de la cubeta quedó esbozada durante el Serravaliense mediante la falla de Sencelles, estructura principal que constituye el límite SE y junto a la cual se desarrolló el máximo espesor de sedimentos de relleno que alcanza los 1500 m.

Agradecimientos

Este trabajo es un resumen de la Tesis de Licenciatura realizada bajo la dirección del Dr. Ramos-Guerrero y financiada mediante el Proyecto CICYT N.89-0426. El autor desea expresar su agradecimiento a los Drs. F. Sàbat y A. Casas de la Univ. de Barcelona por la ayuda prestada durante la realización del trabajo, a A. Barón del Servei Hidraúlic de Mallorca, a B. Escandell y L. Moragues de G.E.S.A. por la información facilitada de los sondeos existentes en la zona, así como a F. Meléndez y G. Mazzoldi de C.N.W. Oil por la oportunidad de asistir a una sesión de trabajo sobre la sísmica de reflexión realizada por esta empresa en la cubeta de Inca y a dos revisores anónimos la lectura crítica del manuscrito.

Referencias

Alvaro, M. 1987. La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares). *Bol. Geol. y Min.*, 98: 34-41.

Alvaro, M., Barnolas, A., Del Olmo, P., Ramírez Del Pozo, J. y Simó, A. (1984). El Neógeno de Mallorca: Caracterización sedimentológica y bioestratigrafía. *Bol. Geol. y Min.*, 95: 3-25.

Barón, A. 1977. *Estudio estratigráfico y paleontológico del Mioceno medio y superior postorogénico de la Isla de Mallorca.* Premio Ciudad de Palma. 180 pp. (Inédito).

Barón, A. y Pomar, L. 1978. Recent distribution of Neogene sedimentation areas of the Mediterranean; area 405: Balearic depresion. IGCP Project nº 25. (UNESCO, IUGS).

Benedicto, A. 1991. *Estudio de la estructura y el relleno de la Cubeta Miocena de Inca (Mallorca) en base a la interpretación de datos de superficie y de subsuelo.* Tesis de Licenciatura . 170pp. Dpt. de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Fac. de Geologia. Univ. de Barcelona. (Inédito).

Biju-Duval, B., Decourt, J. y Le Pichon, X. 1977. From the Tethys ocean to the Mediterranen sea: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. In: *Int. Symp. Struct. Hist. Mediterra-nean Basins.* Ed. Technip. p. 143-164.

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Keipper, A.L., Grandjaquet, C., Sbortshikov, I.M., Geissant, J., Lepurier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lamer, J.P. y Biju-Duval, B. 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic

to the Pamir since Lias. *Tectonophysics,* 123: 241-315.

Cady, J.N. 1980. Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prisms. *Geophysics*, 45 (10): 1507-1512.

Colom, G. 1967. Los depósitos del Burdigaliense superior de Mallorca. *Mem. Real Acad. Cienc. y Artes de Barcelona*. 38: 327-395.

Colom, G. 1975. Geología de Mallorca. Diput. Prov. de Baleares. Inst. de Estudios Baleáricos, Cons. Sup. de Invest. Científ. 2 vols. 522 pp.

Colom, G. 1980. Nota preliminar sobre la existencia de Plioceno inferior, marino, en Mallorca (Baleares). *Bol. Geol. y Min.* 96, 235-302.

Esteban, M., Calvet, F., Dabrio, C., Barón, A., Giner, J., Pomar, L. y Salas, R. 1978. Aberrant features of the Messinian coral reefs, Spain. *Acta Geológica Hispana*, 13: 20.

Fallot, P. 1922. Etude géologique de la Sierra de Majorque. Paris 1922. Libr. Politch. ch. Béranger. 481 pp. Tesis Doctoral.

Fornós, J.J., Marzo, M., Pomar, L., Ramos-Guerrero, E. y Rodríguez-Perea, A. 1991. Evolución tectono-sedimentaria y análisis estratigráfico del Terciario de la Isla de Mallorca. *I Cong. Grupo Español del Terciario.* Libro-guía Excursión n.2. Vic.

García-Yagüe, A. y Muntaner, A. 1968. Estudio hidrológico del Llano de Palma. Minist. OO.PP. D.G.O.H., 3 Vols.

Gelabert, B., Sàbat, F. y Rodríguez-Perea, A. 1992. A structural outli-ne of the Serra de Tramuntana of Mallorca (Balearic Islands). *Tectonophysics*, 203: 167-183.

IGME 1981. *Investigación Gravimétrica en Mallorca*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria, 11 págs, 1 mapa a escala 1/100.000.

Morelli, C. 1990. The regional meaning of the Bouguer gravity anomalies in the Mediterranean. *Journal of Geodynamics*, 12: 123-136.

Oliveros, J.M., Escandell, B. y Colom, G. 1960. Estudio de los terrenos postburdigalienses en el llano central de la Isla de Mallorca. *Mem. del Inst. Geolog. y Min. de España*, 61: 349-394.

Pitman, W. y Talwani, M. 1972. Sea floor spreading in the North Atlanthic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 619-646.

Pomar, L. 1979. La evolución tectonosedimentaria de las Baleares: análisis crítico. *Acta Geol. Hisp.* Homenaje a Lluis Solé i Sabarís. 14: 293-301.

Pomar, L., Marzo, M. y Barón, A. 1983. El Terciario de Mallorca. En: L. Pomar, A. Obrador, J.J. Fornós y A. Rodríguez-Perea (eds). *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca):* 21-45. Inst. Estudios Baleáricos, Univ. de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca.

Roca, E. 1992. *L'estructura de la Conca Catalano-Balear: paper de la compressió i de la distensió en la seva gènesi.* Tesis Doctoral. Dpt. de Geologia Dinàmica, Geo-física i Paleontologia. Fac. de Geologia. Univ. de Barcelona. (Inédito). 330 pp.

Sàbat, F. 1986. *Estructura geològica de les Serres de Llevant de Mallorca (Balears).* Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona, 2 Vol. (inédito) 120p.

Sàbat, F., Muñoz, J.A. y Santanach, P. 1988. Transversal and oblique structures at the Serres de Llevant thrust belt (Mallorca Island). *Geologische Rundschau.* 77(2): 529-538.

Savostin, L., Sbuet, J., Zonenshaun, L., Le Pichon, X. y Roulet, M. 1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since late Triassic. *Tectonophysics,* 123: 1-35.

Simó, A. y Ramón, X. 1986. Análisis sedimentológico y descripción de las Secuencias Deposicionales del Neógeno postorogénico de Mallorca. *Boletín Geológico y Minero,* 157: 445-472.